



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze

Direttore Prof. Cristina Stefani

TESI DI LAUREA TRIENNALE

IN

GEOLOGIA

**Mineralogia di rocce metamorfiche in ofioliti
Mesozoiche in Turchia**

Relatore: Prof. Andrea Marzoli

Laureando: Pietro Giovannini

ANNO ACCADEMICO 2013 / 2014

INDICE

| | |
|--|--------|
| 1-INTRODUZIONE | pag.4 |
| 2-LE OFIOLITI | pag.5 |
| 2.1-STRUTTURA STRATIGRAFICA | |
| 2.2-MECCANISMI DI FORMAZIONE | |
| 2.3-OFIOLITI DI SOPRASUBDUZIONE (SSZ) | |
| 3-CINEMATICA DELLE PLACCHE | |
| NEL BACINO DELLA TETIDE | pag.10 |
| 4-LA ZONA DI SUTURA DI IZMIR-ANKARA-ERZICA | pag.12 |
| 4.1-COMPLESSO OFIOLITICO DELLA TURCHIA | |
| NORD-ORIENTALE | |
| 5-CAMPIONATURA | pag.13 |
| 6-DESCRIZIONE PETROGRAFICA DEI CAMPIONI | pag.14 |
| 7-ANALISI DELLE PRINCIPALI FASI MINERALI TRAMITE MICROSONDA ELETTRONICA | pag.16 |
| 7.1- INTRODUZIONE | |
| 7.2- ANALISI DEGLI ANFIBOLI E STIMA DELLA P-T DI CRISTALLIZZAZIONE | |
| 8-CONCLUSIONI | pag.18 |
| BIBLIOGRAFIA | pag.19 |

1 INTRODUZIONE:

Nel presente lavoro vengono analizzati dei campioni provenienti da ofioliti della sutura della IAE nella provincia di Eldivan, zona vicino ad Ankara. Tali ofioliti vengono collegate all'apertura di un antico bacino oceanico durante il Mesozoico, che si estendeva in quasi tutta l'odierna Turchia settentrionale. In questa ricerca, i campioni, sono stati analizzati al microscopio e in microsonda elettronica al fine di capire le caratteristiche di questo blocco ofiolitico. Partendo da dati mineralogici e chimici si è potuto arrivare a una stima di pressione e temperatura di cristallizzazione. Lo scopo è, comprendere l'ambiente di formazione e di metamorfismo connesso a queste rocce ofiolitiche.

Partiremo analizzando la disposizione delle placche nel dominio della Tetide e descriveremo le caratteristiche generali di formazione delle ofioliti al fine di capire in quale contesto geodinamico potrebbe essere avvenuta la formazione e il successivo metamorfismo.

2- Le ofioliti

Le ofioliti sono una serie di rocce, corrispondenti a un'antica crosta oceanica e al sottostante mantello, che sono state tettonicamente posizionate sul margine continentale. Esse rappresentano l'unica evidenza di processi magmatici, tettonici e idrotermali, associati alla crescita dei fondali oceanici antecedenti a 190 Ma. Questo perché all'interno dei moderni oceani non sono presenti porzioni di crosta oceanica più antiche di questa data.

Le ofioliti nel loro complesso mostrano importanti variazioni, nella loro struttura interna, nelle caratteristiche geochemiche e nelle modalità di messa in posto.

Queste differenze dipendono sostanzialmente da alcuni fattori tra cui:

1. Velocità e geometria di crescita, della dorsale oceanica;
2. Composizione del mantello;
3. Fase fluida a disposizione;

2.1- Struttura stratigrafica

La sequenza stratigrafica tipica delle ofioliti (fig. 1) è composta, dal basso verso l'alto da:

1. Peridotiti, di tipo harzburgitico e/o lherzolitico, tettonicamente metamorfosate, che costituiscono la parte superiore del mantello;
2. Gabbri, caratterizzati da una stratificazione orizzontale di origine magmatica;
3. Gabbri, caratterizzati da una marcata tessitura isotropa;
4. Dicchi (filoni) stratificati;
5. Complesso effusivo, composto essenzialmente da lave basaltiche a pillow;
6. Coperture sedimentarie;

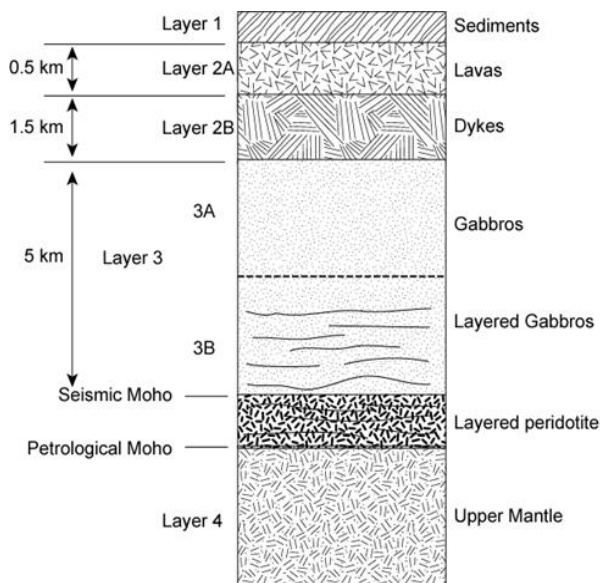


Fig. 1: rappresentazione di una tipica successione ofiolitica.

2.2- Meccanismi di formazione

I meccanismi attraverso i quali si ha la formazione delle ofioliti, dipendono essenzialmente dal contesto geodinamico nel quale vengono costruite.

I meccanismi di messa in posto, sono anch'essi molto variabili.

Pertanto la frequenza e il tipo di ofioliti che si ritrovano, dipendono dalla combinazione di due fattori: i processi, tettonici, magmatici e geochimici di formazione e i differenti meccanismi di messa in posto, che ne condizionano la conservazione (Dilek et al., 2013).

L'architettura magmatico-strutturale e l'impronta geochimica delle ofioliti sono condizionate da diversi elementi:

1. Velocità e geometria di crescita;
2. Composizione;
3. Fertilità;
4. Temperatura del mantello al di sotto del punto di crescita;

Le ofioliti sono quindi, una serie di rocce, ultramafiche, mafiche e felsiche, associate sia nel tempo sia nello spazio, come prodotto di diversi eventi di fusione del mantello e di differenziazione magmatica, in un particolare contesto tettonico (Dilek and Furnes 2013).

Le ofioliti possono essere classificate in prima analisi associandole alla subduzione.

Si ottengono quindi due tipi di ofioliti:

- Ofioliti non legate a zona di subduzione (subduction unrelated);
- Ofioliti legate a zone di subduzione (subduction related);

Le ofioliti, la cui formazione non è legata a fenomeni di subduzione, comprendono ofioliti di margine continentale (CM), ofioliti di dorsale medio oceanica (MOR) e ofioliti generate da plume di materiale astenosferico (P).

Le ofioliti, collegate a zone di subduzione invece, sono distinte in ofioliti di soprasubduzione (SSZ) e di arco vulcanico (VA).

Le ofioliti di soprasubduzione (SSZ) comprendono quelle formatesi in bacini di avanarco e retroarco.

In passato, si credeva che le ofioliti si formassero principalmente lungo margini divergenti. Tuttavia, dagli anni 80, è stato riconosciuto che molte ofioliti hanno caratteristiche geochemiche tipiche di zone di subduzione. Quindi, è accettazione comune che molte ofioliti, siano il risultato di un evoluzione di una zona di soprasubduzione (e.g., Dick and Bullen, 1984; Moores et al., 1984; Searle and Stevens, 1984; Hawkins, 2003).

2.3- Ofioliti di soprasubduzione (SSZ)

Le ofioliti di SSZ, vengono generate all'interno di sistemi caratterizzati da una subduzione intraoceanica, durante la chiusura di un bacino oceanico.

La nuova crosta oceanica, quindi, si forma nella zona estensionale sopra la zona di subduzione (fig. 2).

Le condizioni specifiche per le quali si ha formazione di ofioliti del tipo SSZ, le ritroviamo: nel bacino di retroarco e in quello di avanarco, e nei primi attimi di formazione di un arco vulcanico (Dilek and Furnes, 2011).

La distinzione tra queste tre zone di formazione, però, non è sempre molto semplice. Tuttavia, siccome i processi di formazione delle ofioliti di soprasubduzione, giocano un ruolo fondamentale nella chiusura degli oceani, la distinzione tra questi processi può portare ad una migliore comprensione dei modelli tettonici, caratteristici di una regione (Metcalf and Shervais, 2008).

Le ofioliti formatesi in zona di retroarco, mostrano diverse influenze nell'impronta geochimica, dovute alla subduzione.

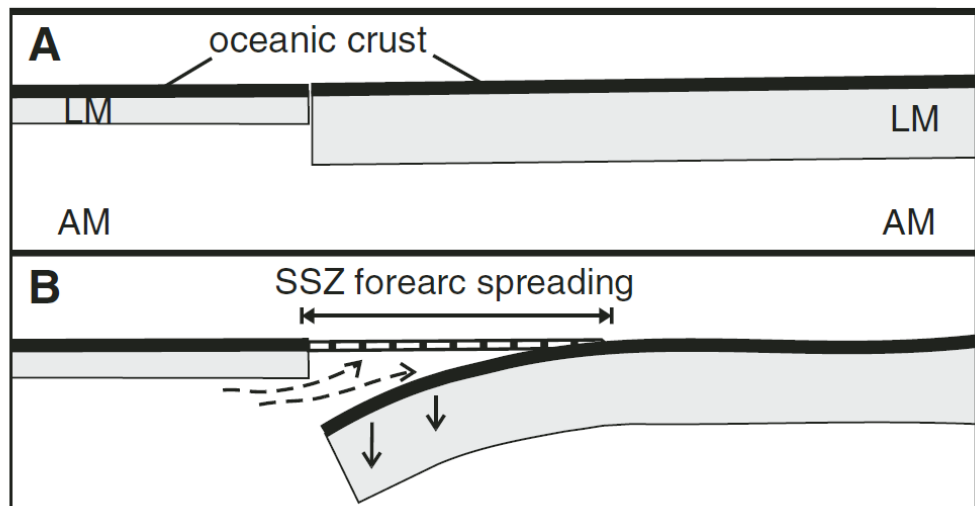
Le rocce effusive e i dicchi, caratteristici delle ofioliti di avanarco invece, mostrano progressive variazioni composizionali, dalle rocce più antiche a quelle più recenti.

Le rocce più antiche che si ritrovano nella zona di avanarco e di retroarco, sono rocce di dorsale medio oceanica (MORB), poi si passa a rocce di arco insulare di composizione tholeitica (IAT) (Dilek et al. 2008; Dilek and Thy 2009;

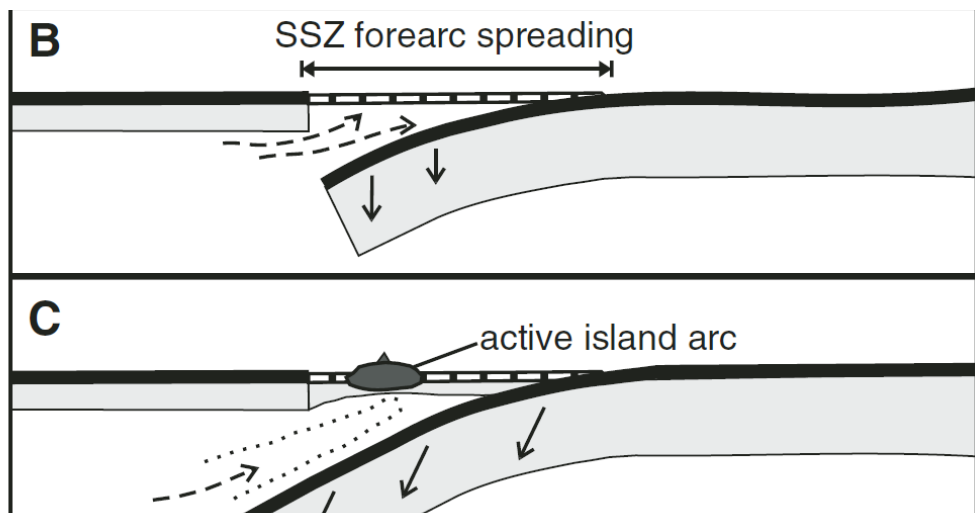
Ishizuka et al. 2014).

Le rocce di composizione tipo 'MORB', si formano in seguito alla fusione di un mantello lherzolitico e non sono influenzate dalla subduzione.

Le rocce tipo 'IAT', sono invece influenzate dai processi di subduzione.



Inizio della subduzione intraoceanica e formazione delle ofioliti SSZ di avanarco.



Formazione dell'arco vulcanico, successivo roll-back dello slab in subduzione con conseguente apertura del bacino di retroarco e formazione delle ofioliti di SSZ.

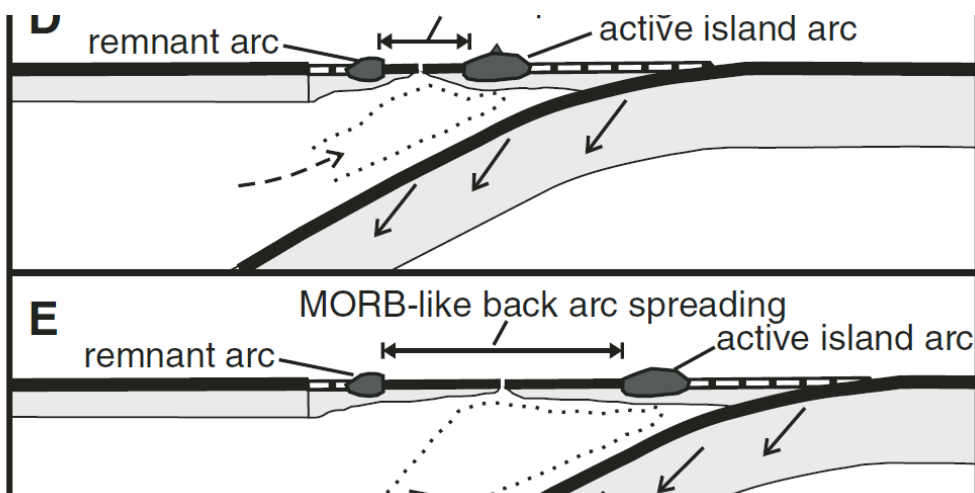


Fig. 2: formazione delle ofioliti di soprasubduzione nelle zone di avanarco e di retroarco.

3- Cinematica delle placche nel bacino della Tetide

A partire dalla fine del Paleozoico fino all'inizio del Terziario, la conformazione paleogeografica dell'area mediterranea era rappresentata da un grande bacino oceanico, chiamato Tetide. Questo bacino oceanico era confinato dal continente Laurasia a Nord, e dal continente Gondwana a Sud.

Dall'inizio del Carbonifero si assiste alla subduzione della Paleotetide al di sotto del margine meridionale del continente Euroasiatico (Stampfli & Borel, 2002). Questo fenomeno è all'origine dell'apertura dell'oceano della Neotetide con la deriva del continente Cimmerico (fig. 3).

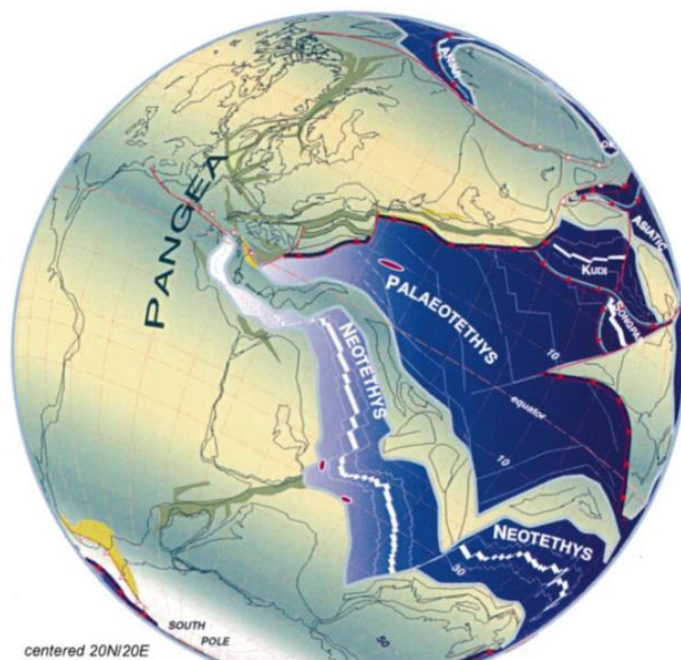


Fig. 3: tra il Permiano e il Triassico (250 Ma), la subduzione della Paleotetide al di sotto del continente Euroasiatico provoca l'apertura del bacino della Neotetide. Da Stampfli and Borel (2002).

L'espansione della Neotetide e di altri bacini oceanici di retroarco (Meliata-Maliac-Pindos) contribuiscono ad accelerare la chiusura della Paleotetide nella regione mediterranea. Ne consegue che, all'inizio del Giurassico, l'oceano della Neotetide comincia a subdurre, favorito anche dall'apertura della porzione centrale dell'oceano Atlantico.

Il rallentamento della placca oceanica in subduzione e il conseguente roll-back dello slab provoca l'apertura nel continente Euroasiatico di alcuni bacini di retroarco tra cui l'oceano di Izmir-Ankara-Erzica (fig. 4).

Infine alla fine del Cretaceo, l'apertura della parte meridionale dell'oceano Atlantico provoca la subduzione della dorsale medio oceanica della Neotetide e la completa subduzione dei bacini di retroarco Vardar e Izmir-Ankara-Erzica.

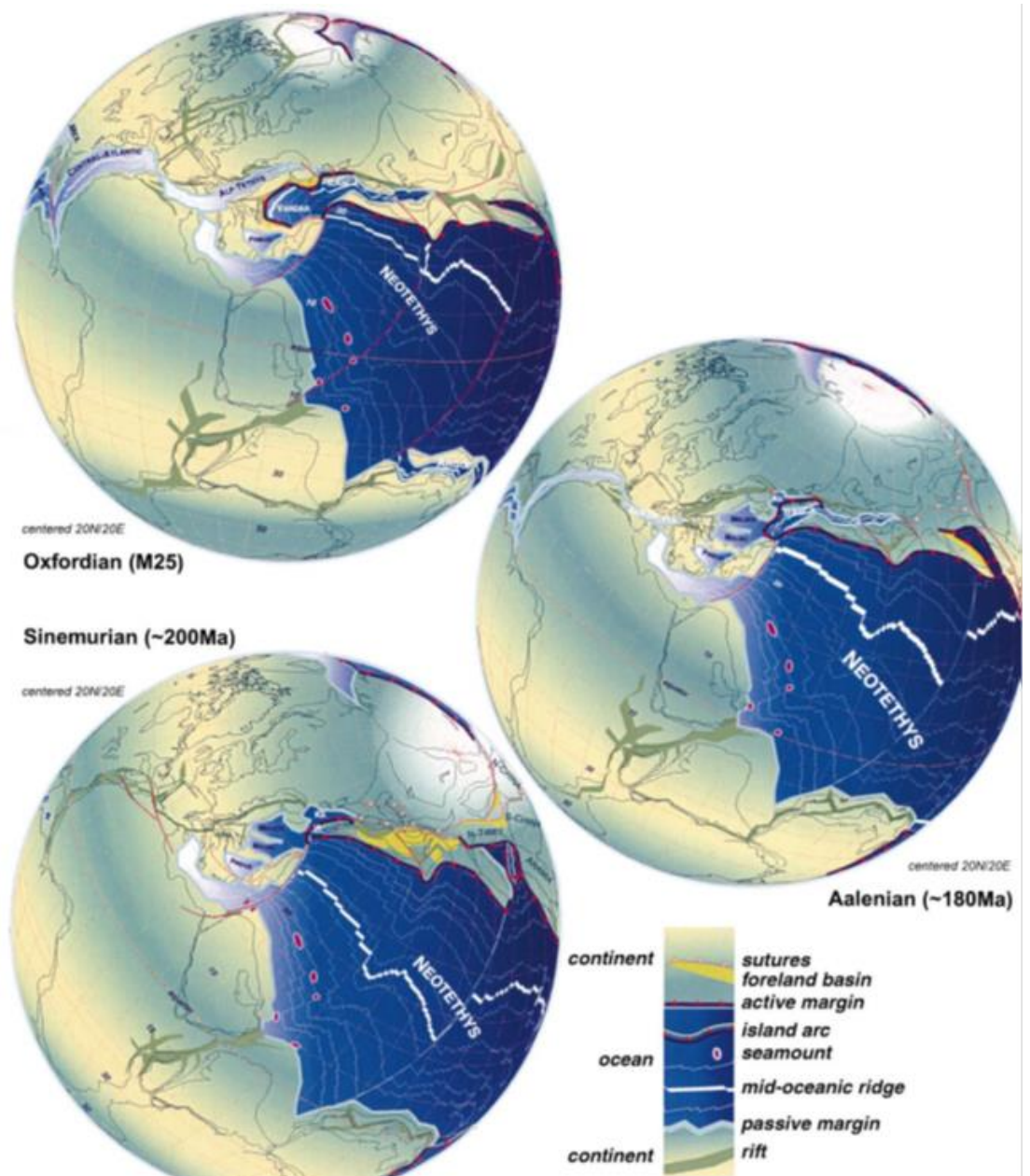


Fig. 4: la subduzione della Neotetide verso nord e il conseguente roll-back dello slab in subduzione, provoca l'apertura di numerosi bacini oceanici di retroarco, tra cui quello di IAE. Da Stampfli and Borel (2002).

4- La zona di sutura di Izmir-Ankara-Erzica

La zona di sutura IAE è rappresentativa del braccio settentrionale della Neotetide che nel Giurassico separava due blocchi continentali: il blocco dei monti Pontici a nord, e il blocco Anatolico e dei Tauri a sud.

Essa rappresenta la traccia di questo dominio oceanico che è stato consumato dalla subduzione verso nord, verso la fine del Cretaceo. La subduzione prosegue fino al momento in cui avviene la collisione continentale, verso fine Paleocene-inizio Eocene (Topuz et al, 2013).

4.1- Il complesso ofiolitico della Turchia nord-orientale

I resti del ramo settentrionale della Neotetide, costituiscono la zona di sutura di IAE. Le ofioliti del ramo settentrionale e meridionale della Neotetide sono state generate nel Giurassico, in seguito all'apertura di un bacino oceanico di retroarco (fig. 5).

Questo complesso ofiolitico della Turchia occupa un ruolo importante nell'evoluzione della Neotetide e mostra caratteristiche di soprasubduzione (Topuz et al., 2013). La zona di sutura IAE costituisce il contatto tettonico tra il blocco dei monti Pontici a nord e il blocco Anatolico e dei Tauri a sud. Il blocco dei monti Pontici comprende la zona di Istanbul e quella di Sakarya (Okay and Tuysuz, 1999; Sengor and Yilmaz, 1982).

Questa zona di sutura è composta in buona parte da:

- Ofioliti;
- Rocce di basso grado metamorfico;
- Un mélange ofiolitico risalente alla fine del Cretaceo.

Il mélange ofiolitico della sutura IAE, vicino ad Eldivan e Ankara, è composto principalmente da : serpentiniti, peridotiti serpentinite, rocce vulcaniche e subvulcaniche, altre rocce metamorfiche tra cui anfiboliti e micascisti, mudstones e limestones (Celik et al. ,2013).

Le ofioliti di Eldivan, che sono un grosso blocco tettonico incastonato nel mélange, sono composte da: peridotiti, rocce gabbroidi, dicchi doleritici, leucograniti, dicchi foliati e metabasalti(e.g. ,Dangerfield et al., 2011, Dilek and Thy, 2006).

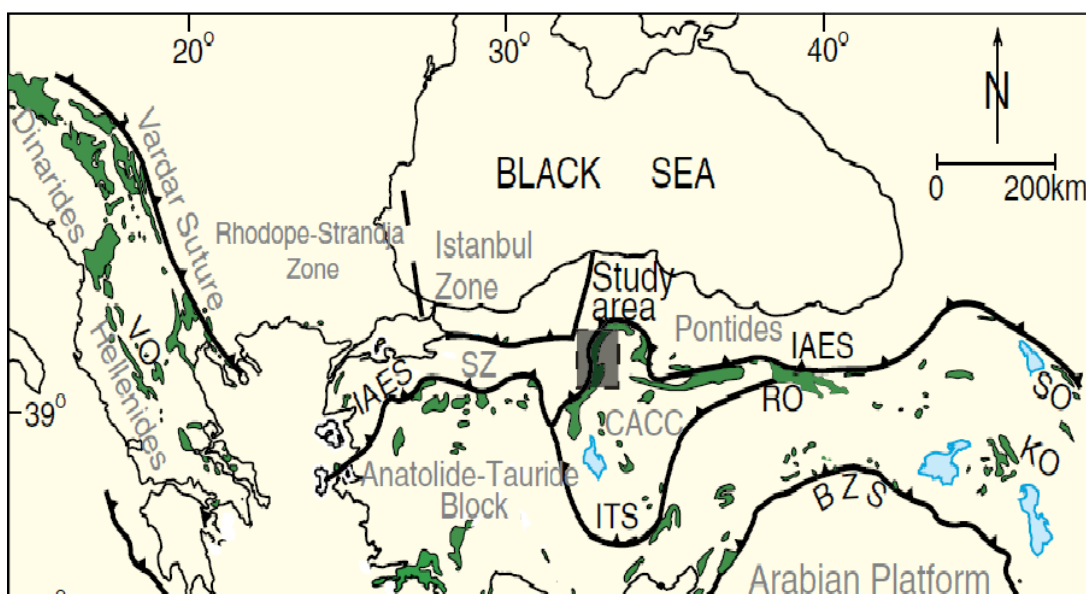


Fig. 5: la linea di sutura dell'oceano IAE che attraversa l'intera Turchia settentrionale.

5- Campionatura

I campioni sono stati raccolti nella zona di Eldivan, vicino ad Ankara. In questa regione le anfiboliti sono in contatto tettonico con le serpentiniti e con altre rocce di basso grado metamorfico (fig.6).

I campioni raccolti sono stati sottoposti ad una preparazione di laboratorio, dalla quale sono state ottenute delle sezioni sottili delle rocce, analizzabile con un microscopio petrografico. L'analisi petrografica è stata svolta nei laboratori di Padova.

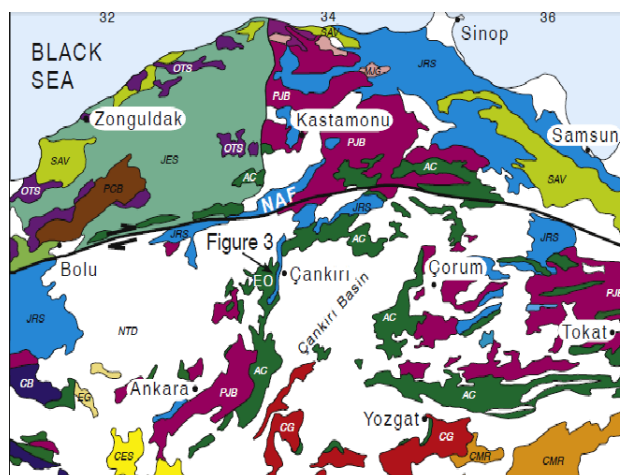


Fig. 6: inquadramento geologico della regione di Eldivan. Da Okay and Tüysüz, 1999.

Si sono individuati, il tipo di roccia, la sua struttura, le dimensioni e le caratteristiche dei minerali, descritti in base alle caratteristiche visibili.

6- Descrizione petrografica dei campioni

Le sezioni sottili oggetto di studio comprendono varie tipologie di rocce metamorfiche che si differenziano tra loro sia per la struttura che per la composizione. I campioni MET-098, MET-114, MET-322, MET-233 sono rocce con una scistosità ben marcata, determinata dall'alternanza di bande di edenite e di plagioclasio, che sono state classificate come anfiboliti.

Queste anfiboliti, campionate all'interno del m \acute{e} lange ofiolitico, presentano una struttura che va da granoblastica a nematoblastica. I campioni MET-114 e MET 228, in particolare hanno la tipica composizione di un'anfibolite. I minerali principali in questi campioni, sono l'edenite e il plagioclasio (fig. 7). L'edenite è il minerale predominante nelle sezioni esaminate, specialmente nella MET-228.

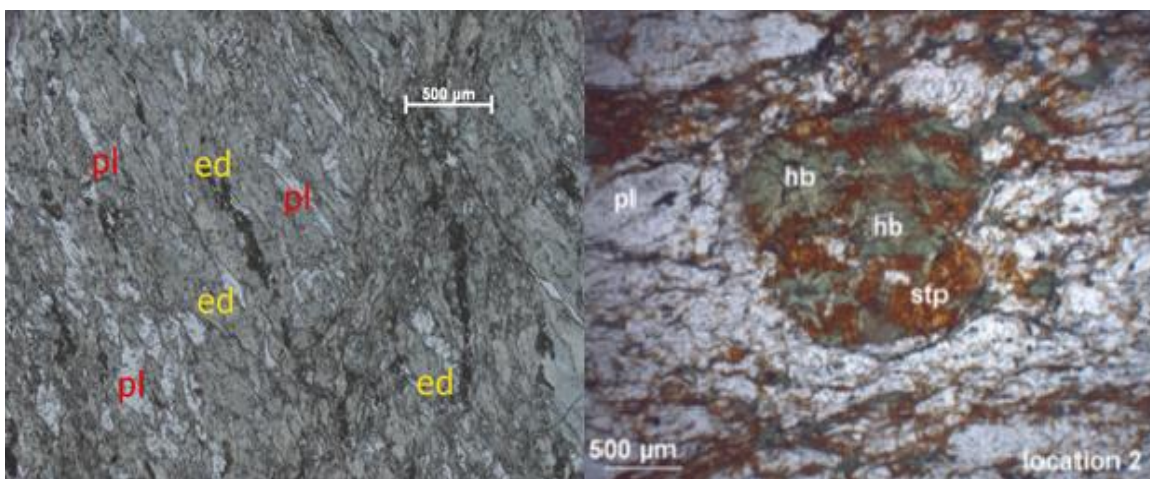


Fig. 7: bande alternate di plagioclasio e edenite nella sezione MET-228, e stilpnomelano in orneblenda nella sezione MET-114. 2,5 X. Nicol paralleli.

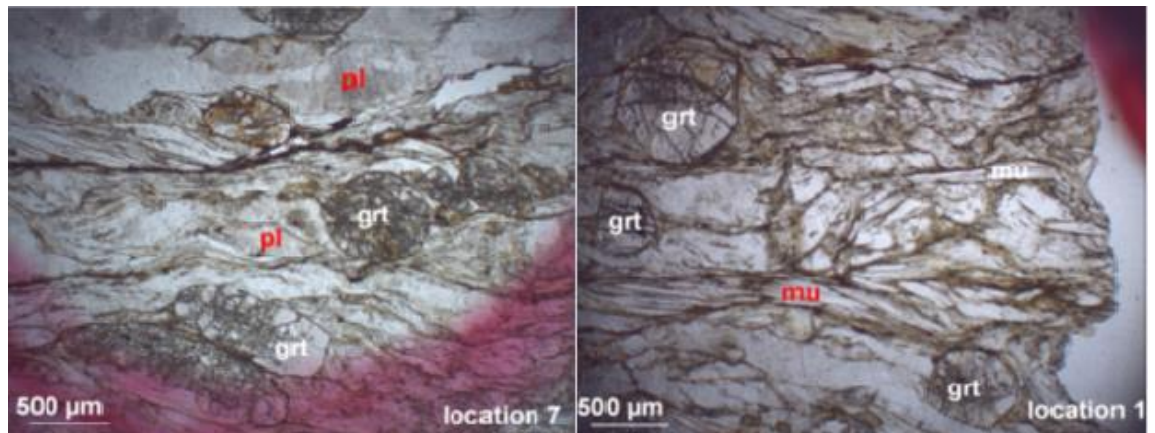


Fig. 9: granati avviluppati entro la foliazione principale composta da muscovite e plagioclasio. 2,5 X. Nicol paralleli.

Il caratteristico pleocroismo va da un verde molto intenso ad un verde giallastro. La forma dei cristalli di edenite cambia da alcuni più tozzi e con terminazioni perlopiù irregolari. Il plagioclasio, talvolta di forma prismatica allungata e alle volte in cristalli più tozzi, è il secondo minerale più abbondante nelle sezioni.

I minerali accessori si possono dividere tra originari della roccia e di neoformazione. I minerali accessori originali sono l'epidoto e la muscovite, mentre quelli di neoformazione sono lo stilpnomelano e il glaucofane.

Lo stilpnomelano è un costituente minore nelle rocce esaminate, e in alcune sezioni appare come prodotto di alterazione dell'edenite. Il glaucofane (fig.8) compare in piccoli cristalli aciculari, che bordano il contorno dell'edenite. Esso rappresenta il caratteristico prodotto di trasformazione del plagioclasio, che, portato nelle condizioni di facies degli Scisti Blu, si destabilizza,

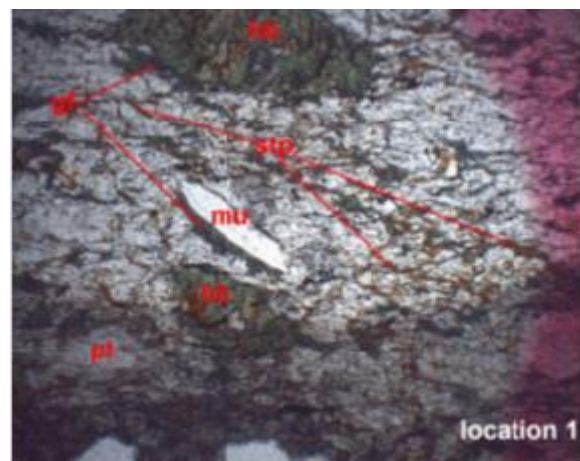


Fig. 8: piccoli cristalli aciculari di Glaucofane che cristallizzano attorno all'orneblenda, indice di condizioni di facies degli Scisti Blu. 2,5 X. Nicol paralleli.

libera il Sodio, favorendo così la cristallizzazione del glaucofane. I campioni MET-118 e MET-297, sono rocce con una tessitura scistosa molto evidente e continua, marcata da bande di muscovite e plagioclasio (albite) (fig. 9). All'interno sono presenti porfiroblasti da granato avviluppati dalla foliazione principali. Probabilmente questi campioni derivano da un protolite pelitico.

7- Analisi delle principali fasi minerali tramite microsonda elettronica

7.1- Introduzione

Tramite l'analisi al microscopio petrografico è stato possibile riconoscere il tipo e la quantità di minerali presenti nel campione.

Per misurarne invece la composizione chimica in modo puntuale sono state svolte delle analisi sulle sezioni sottili tramite Microsonda elettronica (EMPA) presso il Dipartimento dei Geoscienze (Padova) con una microsonda CAMECA modello SX 50, dotata di quattro spettrometri verticali a dispersione di lunghezza d'onda, dedicati all'analisi quantitativa, ed uno spettrometro a dispersione di energia, utilizzato per l'analisi quantitativa.

In queste analisi il campione da esaminare viene sottoposto al bombardamento di un fascio di elettroni che provoca la ionizzazione profonda dell'atomo con conseguente emissione di fotoni X caratteristici degli elementi presenti.

L'analisi della radiazione emessa consente di individuare gli elementi presenti (analisi qualitativa) e, per confronto con uno standard di composizione nota, la loro abbondanza (analisi quantitativa).

Tramite un lavoro di ricerca al microscopio sono stati individuati i minerali che possedevano le caratteristiche migliori (assenza di fratture, sfaldature, impurità e alterazioni) sui quali sono state effettuate le analisi.

7.2- Analisi degli anfiboli e stima della P-T di cristallizzazione

Dai dati ottenuti è stato possibile ottenere la concentrazione degli elementi nei diversi minerali, espressi come ossidi.

Osservando i dati ricavati, si riconosce che molte volte la concentrazione degli elementi chimici varia in modo non costante. Ne deriva che, all'interno dei

nostri campioni, avremo degli anfiboli che vanno da una composizione tipica dell'orneblenda, ad una più ricca in Fe, tipica della Fe-edenite.

L'analisi in microsonda, inoltre, conferma il fatto che, in alcune sezioni è presente il glaucofane, come prodotto di trasformazione del plagioclasio.

Questo minerale, che si forma solamente in condizioni di alta P e bassa T, ci indica che la roccia è stata portata in zona di subduzione. A confermare questo metamorfismo in facies scisti blu, sono le P-T di cristallizzazione ottenute con il termobarometro anfibolo-plagioclasio.

I valori di P-T ottenuti in queste sezioni sono:

- P 6-11 Kbar
- T 300-500 °C

I dati ottenuti sono stati plottati in un grafico delle facies metamorfiche, nel quale in ascissa è stata posta la temperatura (°C) e in ordinata la pressione (Kbar) (fig. 10).

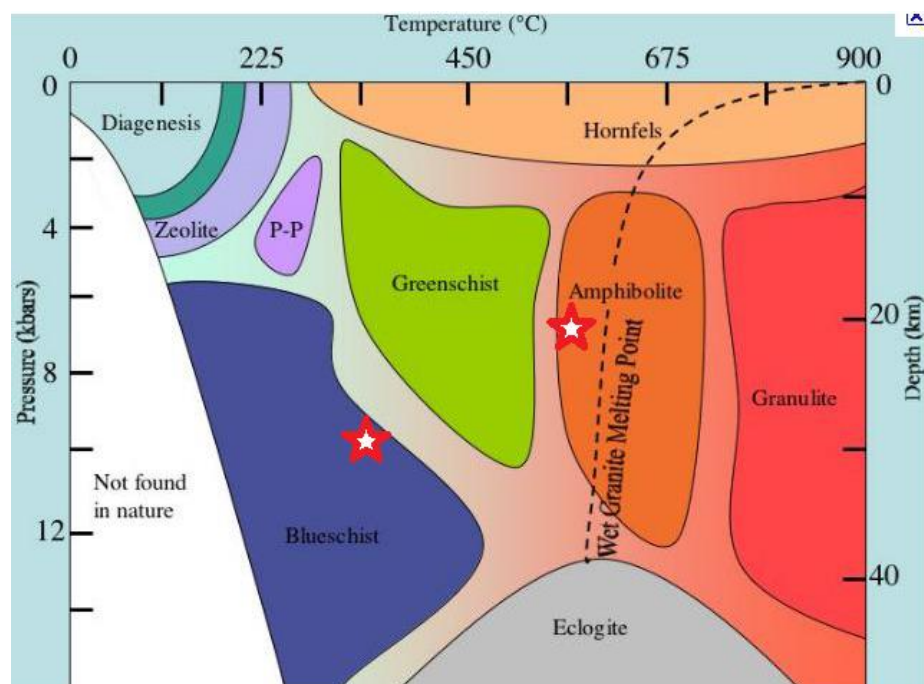


Fig. 10: grafico P-T delle facies metamorfiche, i dati mostrano un metamorfismo progrado dalla facies delle Anfiboliti a quella degli Scisti Blu.

Dal grafico si possono distinguere due eventi metamorfici ben distinti. Un primo evento metamorfico corrispondente alla facies delle anfiboliti, caratterizzato da alte T e medie P, e un secondo, corrispondente alla facies degli scisti blu, caratterizzato da alta P e bassa T.

8- Conclusioni

Lo studio petrografico dei campioni, al microscopio e successivamente in Microsonda, ha messo in evidenza un quadro metamorfico complesso.

Si tratta di un metamorfismo polifasico, nel quale si possono distinguere due eventi nettamente separati:

1. Primo evento: paragenesi di alta T e media P, tipico della facies anfibolitica;
2. Secondo evento: paragenesi di alta P e bassa T, tipico della facies degli scisti blu,

Al primo evento appartengono minerali come edenite, plagioclasio, epidoto, granato e stilpnomelano. Il secondo evento è caratterizzato dalla destabilizzazione dei minerali precedentemente presenti e dallo sviluppo del glaucofane.

In conclusione, l'evoluzione metamorfica delle ofioliti Mesozoiche della zona di sutura della IAE, risulta coerente con la ricostruzione geodinamica del bacino della Neotetide.

In questo settore, il primo evento metamorfico con paragenesi anfibolitica, corrisponde all'apertura del ramo oceanico IAE e conseguente messa in posto delle ofioliti. Il secondo evento metamorfico, corrisponde alla chiusura del ramo oceanico IAE, e subduzione del blocco ofiolitico, caratterizzato da associazioni metamorfiche della facies degli scisti blu.

BIBLIOGRAFIA

- Stampfli, G. M., Borel, G. D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 17-33.
- Ömer Faruk Çelik, Andrea Marzoli, Robert Marschik, Massimo Chiaradia, Franz Neubauer , İlknur Öz, 2011. Early–Middle Jurassic intra-oceanic subduction in the İzmir-Ankara-Erzincan Ocean, Northern Turkey. *Tectonophysics* 509 (2011) 120–134.
- Gültekin Topuz, O. Faruk Celik, A. M. Celal and Mathias Barth.. JURASSIC OPHIOLITE FORMATION AND EMPLACEMENT AS BACKSTOP TO A SUBDUCTION-ACCRETION COMPLEX IN NORTHEAST TURKEY, THE REFAHI'YE OPHIOLITE, AND RELATION TO THE BALKAN OPHIOLITES. *American Journal of Science*, Vol. 313, December, 2013, P. 1054–1087, DOI 10.2475/10.2013.04.
- Gültekin Topuz, Gönenç Göçmengil, Yann Rolland, Ö. Faruk Çelik, Thomas Zack and Axel K. Schmitt, 2013. Jurassic accretionary complex and ophiolite from northeast Turkey: no evidence for the Cimmerian Ribbon. *Geology* 2013;41;255-258.
- Rodney V. Metcalf and John W. Shervais, 2008. Suprasubduction-zone ophiolites: Is there really an ophiolite conundrum?. *The Geological Society of America Special Paper* 438.
- Yildirim Dilek and Harald Furnes. *Ophiolites and Their Origins*. DOI: 10.2113/gselements.10.2.93.
- M. Kenan almiz, 2008. A geochemical attempt to distinguish forearc and backarc ophiolites from the ‘supra-subduction’ central Anatolian ophiolites (Turkey) by comparison with modern oceanic analogues. *Ofioliti*, 2008, 33 (2), 119-129.